

Comunicación AI-14

LAS INUNDACIONES DEL DÍA 10 DE OCTUBRE DE 1994

Montserrat Aran
Joan Arús
Carmen García
José Manuel López
GPV de Cataluña, INM

Sara Satué
Sección de Climatología, INM

Luís Vázquez
Sección de Estudios y Desarrollo, INM

Ernest Werner
GPV de Cataluña, INM

RESUMEN

El objeto de esta comunicación es presentar, haciendo uso de la información disponible en nuestro C.M.T., un primer estudio de la situación meteorológica que dio lugar a lluvias torrenciales en Cataluña. A partir de la observación remota y el diagnóstico en las escalas indicadas, se deduce que la interacción entre un «jet streak (JS)» y un «low level jet (LLJ)» fue decisiva para la magnificación del episodio. Además, la formación del frente costero y la orografía de la sierra prelitoral propiciaron la focalización de las lluvias en la zona.

1. Introducción

El día 10 de octubre de 1994 se produjeron fuertes inundaciones en toda la franja del prelitoral catalán ocasionando 8 víctimas mortales y grandes pérdidas materiales. Durante la madrugada, las lluvias fueron torrenciales en el prelitoral de Tarragona con máximos de precipitaciones recogidos de 450 mm en Alforja (240 mm entre las 07:00-09:30 h. l.), 415 mm en Porrera (120 mm en 1 hora) y 397 mm en Comuella-Siurana. Posteriormente, otros núcleos convectivos se desarrollan más al noreste, siguiendo el sentido de la sierra del prelitoral. Los máximos se encuentran en la sierra de Ancosa y Sant Llorenç de Munt con valores de 200 mm. Y a por la tarde, se desarrollan nuevos núcleos en el sur de Tarragona y en el norte de Girona, ambos de ámbito más local.

Inundaciones de este tipo en la zona de Tarragona no son insólitas. El 22 y 23 de setiembre de 1874 se produjeron las inundaciones de Santa Tecla donde perecieron 570 personas (no hay datos de lluvia de esa zona). Según datos proporcionados por el colaborador de Alforja, el 29 de setiembre de 1959 se recogieron

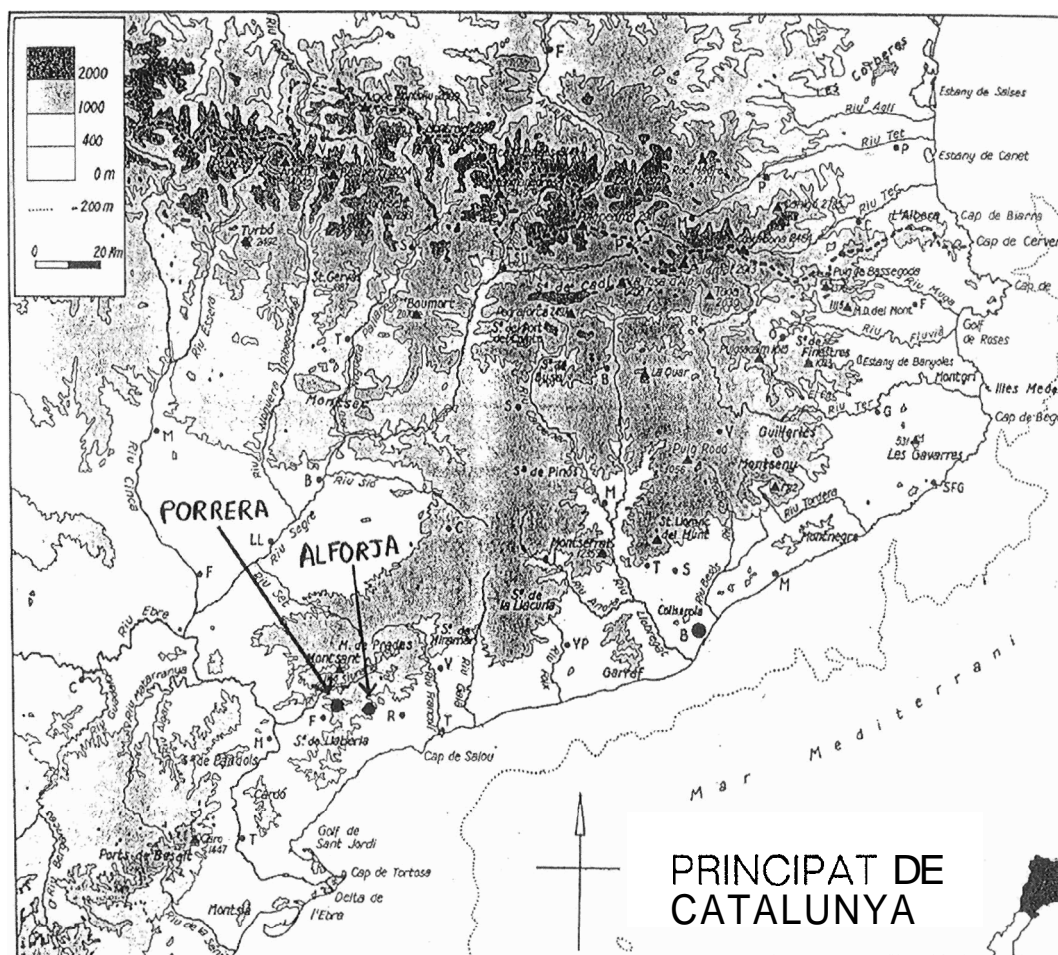


Fig. 1. Mapa hipsométrico del prelitoral de Tarragona

280 mm en poco más de 3 horas, en 1967 150 mm, 310 en Porrera. Más recientes son los 250 mm al norte del Campo de Tarragona del 8 y 9 de setiembre de 1992.

En los siguientes apartados todas las referencias horarias vienen expresadas en Tiempo Universal Coordinado (U.T.C.).

2. Análisis de la situación

2.1. Superficie

La situación sinóptica en superficie viene caracterizada a las 12 del día 9 por un anticiclón de 1 028 hPa en Centroeuropa que bloquea una baja atlántica de 992 hPa. Estas estructuras se mantienen estacionarias en todo el período de estudio. Sobre Marruecos hay bajas presiones relativas de 1 000 hPa y en Cataluña se extiende una cuña anticiclónica con presiones de 1 020 hPa. A las 00, la baja de Marruecos se profundiza y se desplaza hacia el NE con núcleo de 1 010 hPa en el sur de Almería. La presión desciende 2 hPa entre Baleares y África de las 12 a las 18 pero es entre las 22 y las 00 cuando la presión desciende 3,5 hPa en la zona del delta del Ebro. Caídas sucesivas de la presión se van produciendo a lo largo de la costa, 1,8 hPa en Barcelona entre las 01-02 y en Blanes entre 02-03.

Una masa de aire frío de 12 °C está estancada a las 18 en el interior de Cataluña. La masa cálida está en el Mediterráneo con la isoterma de 24 °C al sur de Baleares y 16 °C en la costa catalana. Una fuerte advección cálida se produce en la zona del delta y la temperatura sube hasta los 20 °C, dicha advección se manifiesta en horas posteriores hacia el NE, del mismo modo que la caída presión. También se observa un ascenso gradual de la temperatura en poblaciones del interior, trasladándose la frontera térmica, excepto en la zona del delta donde se mantiene el frente.

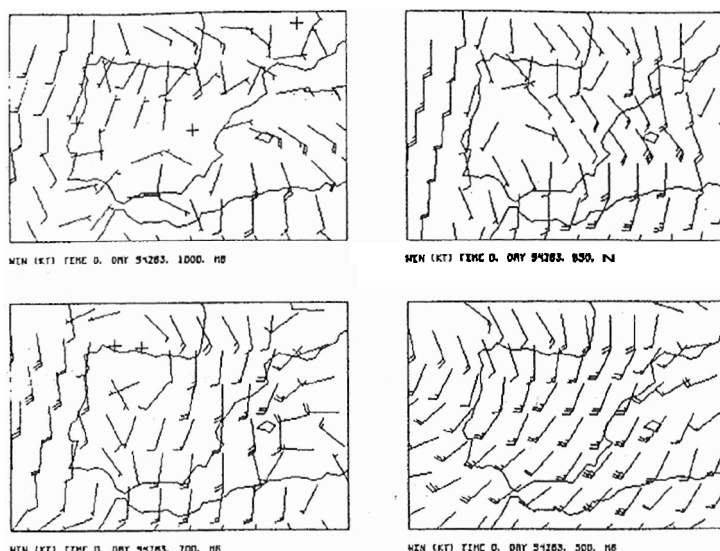


Fig. 2. Distribución de vientos según el modelo ANA en niveles bajos

El viento, si bien inicialmente era de componente N flojo a moderado, a las 00 va rolando hacia el NE en la zona de Tarragona y Barcelona y al E entre 00-03 e intensificándose a fuerte. A partir de las 06 el viento va amainando.

Un dato destacable y de gran importancia es el viento en Mahón; ya a las 18 es el SE de 25 kt, a las 00 se intensifica hasta 35 kt y posteriormente vuelve a amainar hasta los 20 kt. En todo el período la advección cálida y húmeda en superficie es constante sobre la costa catalana.

2.2. Altura

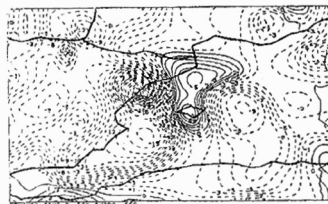
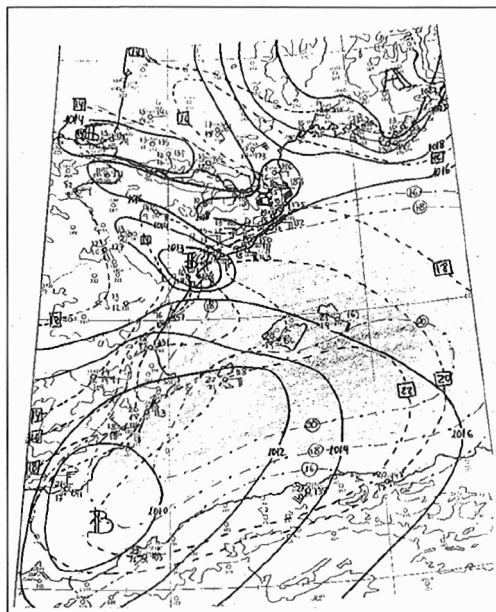
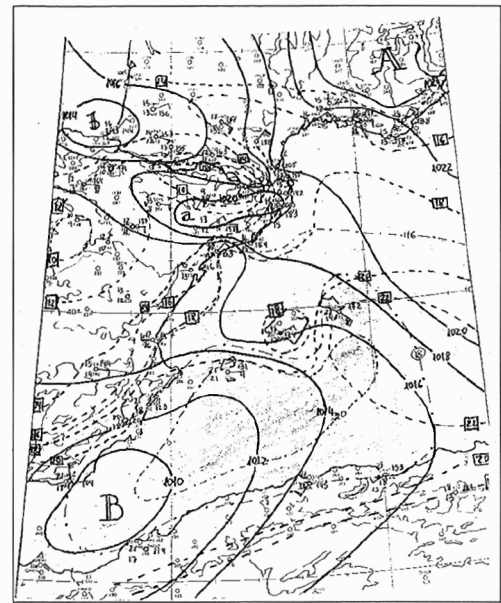
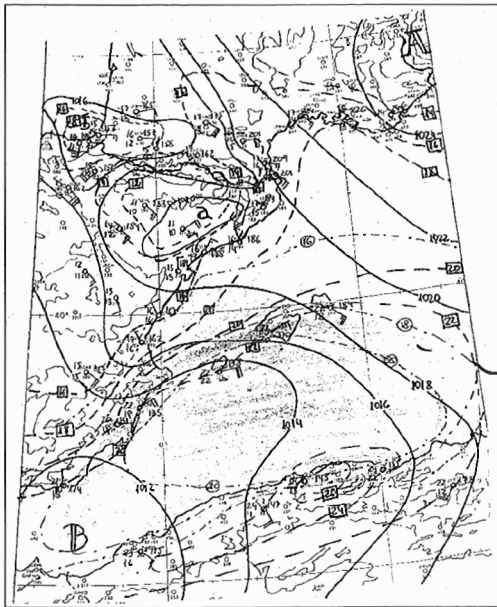
En los análisis de altura de las 00 Z en 300 hPa es de destacar una vaguada en el golfo de Cádiz y una onda secundaria en la zona de Valencia asociada con una zona oscura detectable en la imagen del VW de las 23. En 250 hPa hay un máximo de viento del S de 125 kt. Entre Zaragoza y Cataluña parece insinuarse una zona de difluencia, ésta se puede identificar en imágenes posteriores del VW. En 500 hPa la zona de salida de la vaguada asociada a la depresión del Atlántico parece transportar distintas ondas secundarias, Cataluña está en una dorsal que posteriormente se desplaza hacia el este. La zona húmeda ($\Delta T_d < 6^\circ$) se extiende por el mar balear hasta el norte de Francia; por debajo de 700 hPa esta masa se concentra a barlovento de los Pirineos, únicamente se extiende algo hacia Francia por el golfo de León. En 850 hPa es de destacar la masa fría en el interior de la Península entre Madrid y Zaragoza y el fuerte gradiente térmico al sur de Palma; también se observa un chorro a niveles bajos de 30 kt apuntando a la costa catalana.

2.3. Análisis de la estructura vertical. Índices

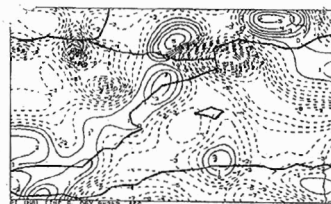
La estructura vertical de la atmósfera favorece la convección profunda: altura de la tropopausa entre 13 a 15 km y topes nubosos a -70°C y la eficiencia: MAP = 37 mm en el sondeo de Palma, siendo el 165% de su valor normal. Aunque es importante destacar los CAPN, que inhiben la convección generalizada, permitiendo su focalización y persistencia. El radiosondeo de Palma de las 12 UTC (a las 00 UTC el radiosondeo no es completo) se ajusta mejor a la estructura vertical presente en Cataluña, exceptuando la distribución de vientos. En él se observa una capa estable a 900 hPa, que llega a ser inversión en el sondeo de Murcia de las 00 UTC, favoreciendo la acumulación de humedad en capas bajas.

Los valores de los CAPE de estos sondeos son los siguientes:

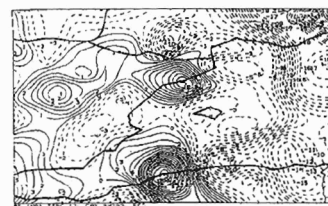
	CAPN	CAPE/CAPC	NGR
PALMA (12 UTC) ...	-19	2 000	36
MURCIA (00 UTC)...	-116	611	30



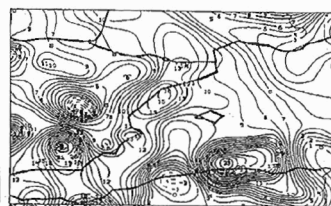
10 OCT 1994 0 UTC



10 OCT 1994 00 UTC

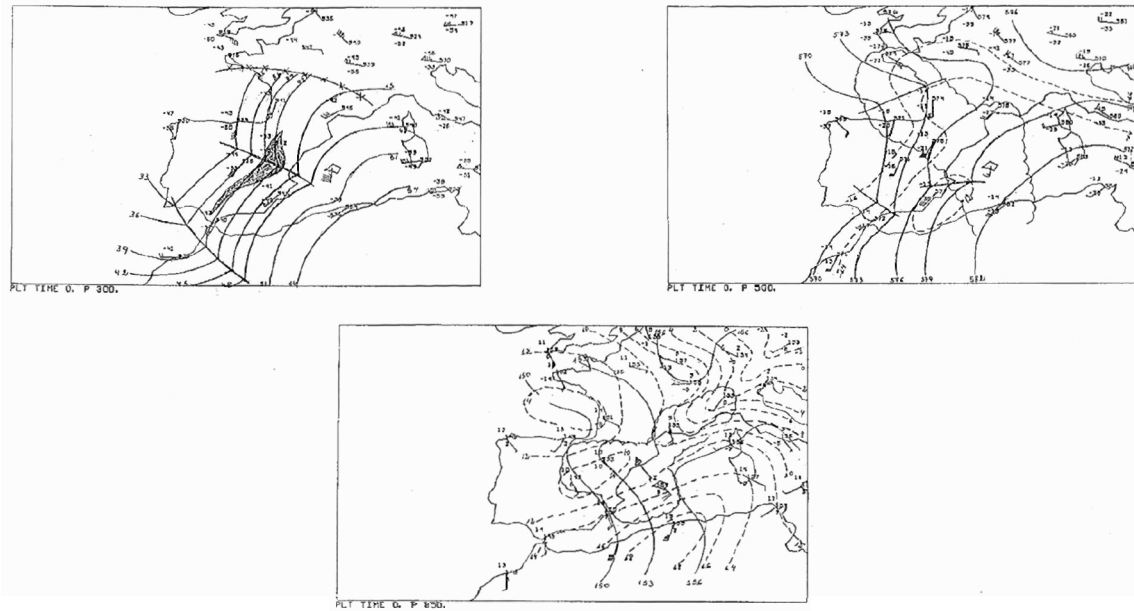


10 OCT 1994 12 UTC



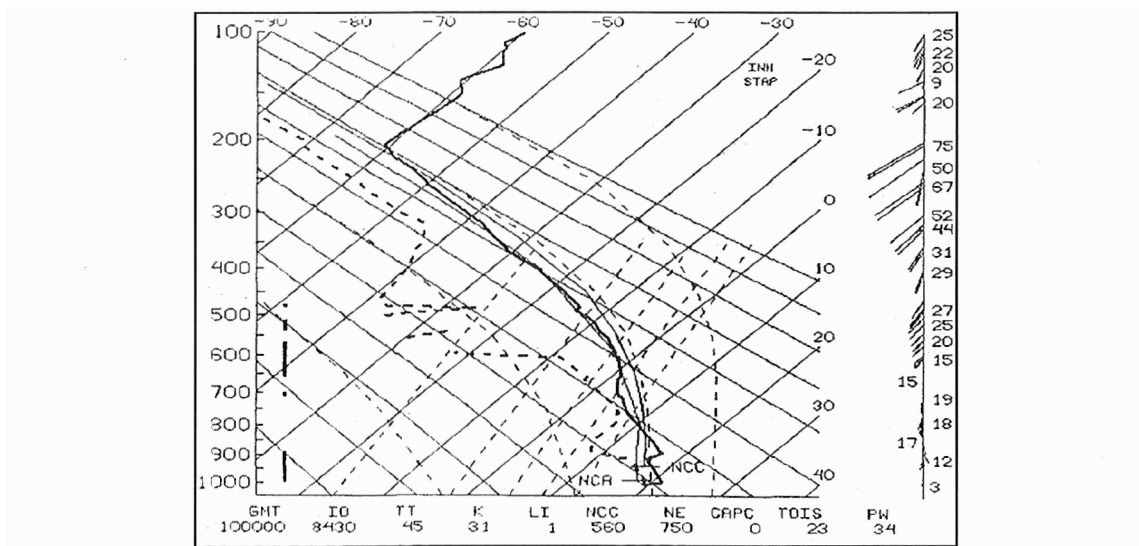
10 OCT 1994 18 UTC

Figs. 3, 4, 5 y 6. Análisis sfc 18, 00 y 03 y Ploteo caída presión

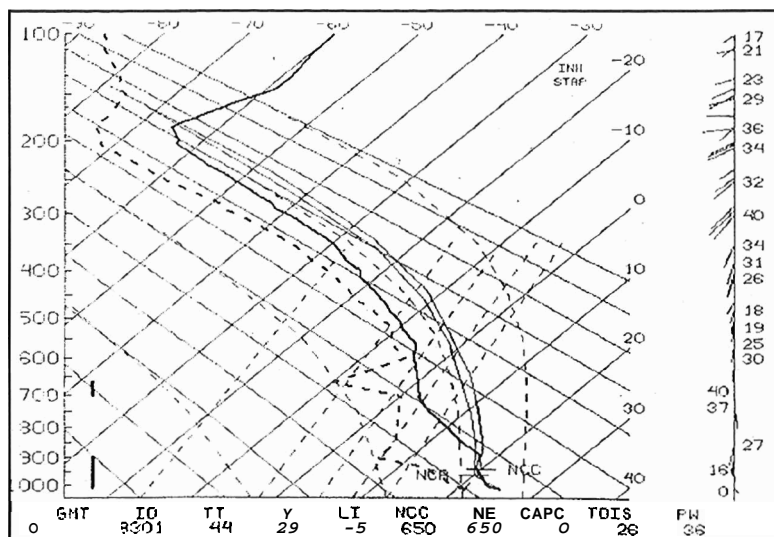


Figs. 7, 8 y 9. Reanálisis de altura, 850, 500 y 300 hPa

Con la distribución vertical de vientos estimada sobre la costa catalana y utilizando el CAPE del sondeo de Murcia obtenemos un NGR de 13. Recordamos que el crecimiento de supercélulas se favorece con NGR entre 5 y 50 según los experimentos de Weisman y Klemp realizados con *capex* superiores a 2 000.



Figs. 10. Sondeo de las 0 de Murcia



Figs. 11. Sondeo de las 12 de Palma

3. Campos derivados

Para la obtención de los campos derivados se ha utilizado el modelo ANA cuya resolución es baja para determinar factores locales pero nos dará una idea global de la situación.

La advección de temperatura potencial equivalente (TEAD) es un indicador de las zonas donde aumenta la inestabilidad potencial cuando la advección es positiva. Al mismo tiempo nos permite situar frentes en combinación con la distribución de temperatura potencial del termómetro húmedo (THW), un máximo de advección cálida bien definido lleva por detrás un frente cálido. Éste debe situarse entre el máximo de advección cálida y el gradiente máximo de THW por delante del sector cálido. A las 00 del día 10 se alcanza un máximo de TEAD (3 °C/12 horas) sobre Mallorca. En la costa de Tarragona los valores son de 1 °C/12 horas. Un corte vertical de THE a las 00 nos permite discernir claramente dos masas bien diferenciadas: la cálida y húmeda sobre el mar y la más seca y fría sobre el continente, ambas de espesores similares extendiéndose desde SFC hasta aproximadamente 850 hPa.

La convergencia de humedad nos proporcionará la posibilidad de desarrollos convectivos en ambientes potencialmente inestables. A 1 000 hPa se observa un aumento de la CONH desde las 12 Z del día 9 alcanzando el máximo a las 00 del día 10 con valores de -1 00 sobre la costa de Tarragona y -1 80 al SW de Mallorca y posteriormente disminuyendo hacia las 6. En 850 hPa predomina la divergencia y solamente a las 00 se observa un núcleo de -40 entre Tarragona y N de Castellón. En superiores niveles no se observan valores significativos de CONH.

En la THW buscaremos zonas donde ésta disminuya con la altura, que corresponderán a zonas con inestabilidad potencial. A las 12 del día 9 no se observa advección alguna de THW en ningún nivel. A las 00 se produce un aumento considerable en 1 000 hPa (pasa de 140 a 200 en el litoral catalán) pero es a las 06 cuando las diferencias son más acusadas entre 1 000 y 850 hPa, la inestabilidad potencial es máxima a esta hora alcanzando un espesor también mayor.

Presentaremos la divQ como indicador del forzamiento dinámico adiabático a escala sinóptica, siempre teniendo en cuenta las limitaciones cerca de la superficie y de la tropopausa. A niveles bajos la divQ presenta un máximo a las 00 en Baleares el cual lo podemos asociar al máximo de advección térmica generada por el chorro a niveles bajos. En el corte vertical se observa que en la costa catalana la divQ es considerable desde superficie hasta poco más de 850 hPa. Este forzamiento no es significativo en niveles superiores.

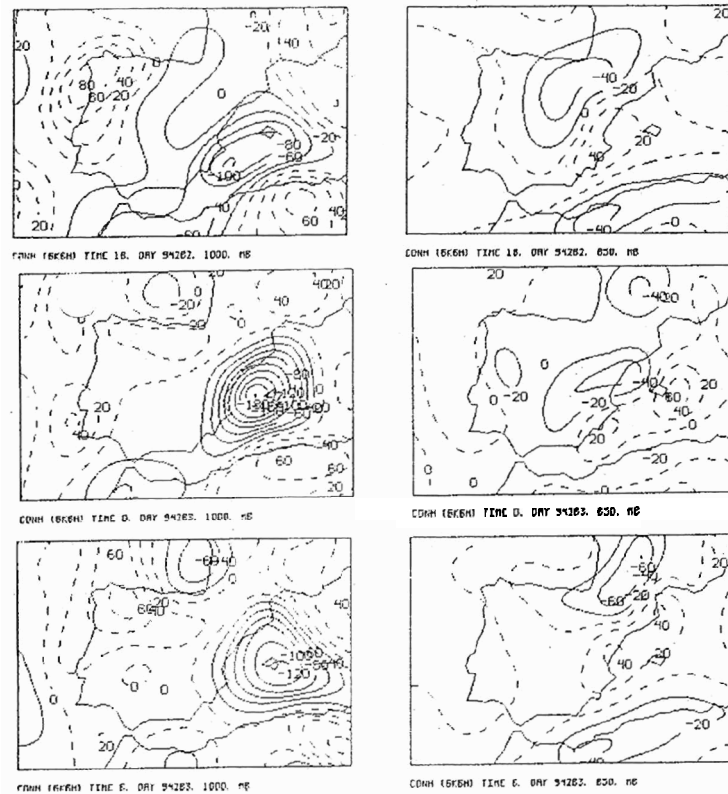


Fig. 12. CONH 1 000 y 850 hPa, de 18 a 06

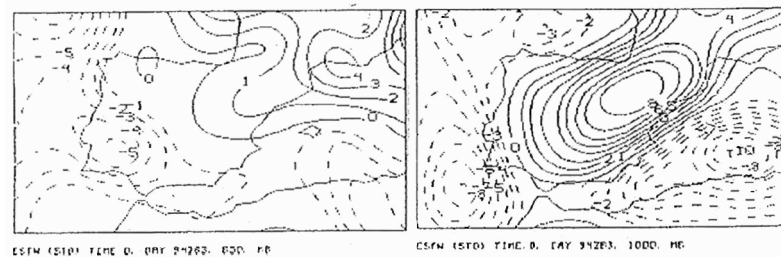


Fig. 13. ESTW 1 000 y 850 hPa a 00

Analizando la estabilidad estática ESTW a las 00 del día 10 se observa una frontera muy marcada siguiendo la línea tierra-mar en 1 000 hPa hasta 850 aunque en este nivel el gradiente es menor.

Una vez mas encontramos un indicador que nos delimita la separación de dos masas de características muy distintas, la del mar potencialmente inestable y la del interior con una estabilidad acusada.

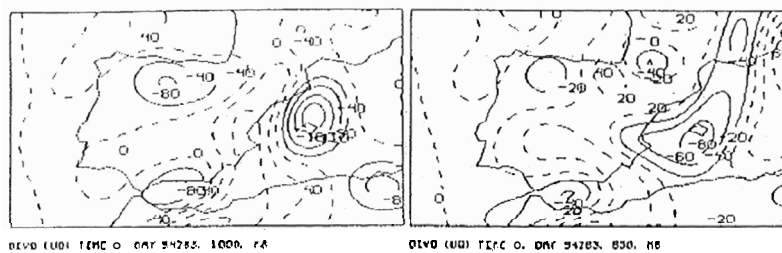


Fig. 14. DivQ 1 000 y 850 hPa a 00

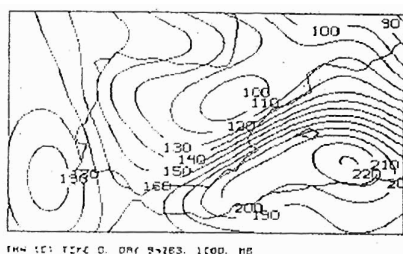


Fig. 15. THW 1 000 hPa a 00

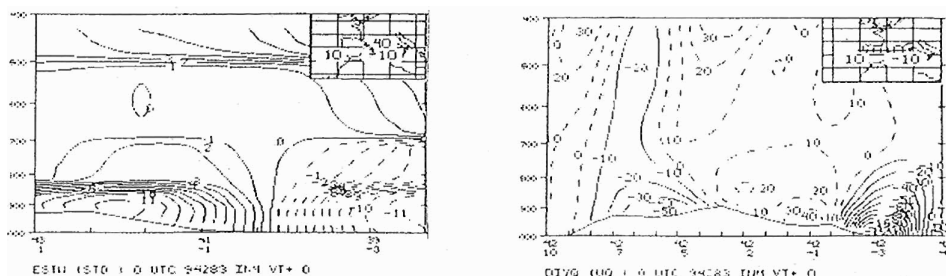


Fig. 16. Corte Vertical de ESTW y divQ

4. Observación remota

4.1. Imágenes de satélite

La primera imagen disponible es de la banda IR a las 22:30. Se aprecian dos SMC situados uno sobre Cataluña y el otro sobre Mallorca. El primero se ha formado sobre Castellón unas 2 horas antes con dos núcleos separados que posteriormente se fusionaron desplazándose hacia el NE. El segundo se formó al W de Mallorca desplazándose igualmente hacia el NE aunque más lentamente. Los topes (sobre el delta del Ebro e Ibiza) son muy elevados, claramente por encima de la tropopausa, con temperaturas de brillo en torno a -70°C y (tropopausa a 12-13 km y $T = -62^{\circ}\text{C}$). A las 23:00 se reduce la temperatura de los topes y se produce la unión de ambas masas nubosas.

A causa del eclipse de otoño no disponemos de imágenes hasta la 01:00. A esta hora el SMC situado sobre tierra se ha reducido en extensión y en altura de los topes. El situado sobre el mar se mantiene pero desplazándose en dirección N. A la 01:30 el SMC situado sobre tierra ha entrado claramente en fase de disipación produciéndose la fusión con el situado sobre el mar que se reactiva alcanzando la máxima altura sus topes.

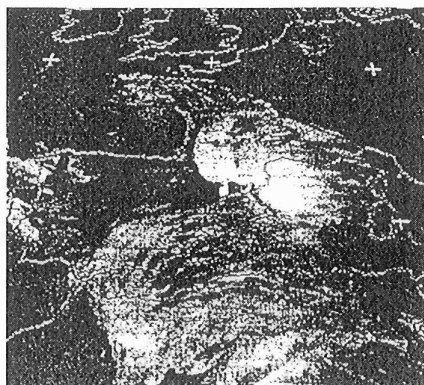


Fig. 17. Imagen IR a 03

A las 02:00 se aprecia el lento desplazamiento del SMC hacia el NE entrando en fase de disipación.

En las cimas de la sierra prelitoral en Tai-ragona se aprecia la formación de núcleos convectivos muy pequeños con temperaturas de brillo de -48°C con una estructura en forma de cadena dentro de lo que probablemente es un frente de rachas del SMC situado en esos momentos sobre el sur de Lérida.

A las 03:00 se aprecia la formación incipiente de un núcleo convectivo muy potente en el extremo de la cadena anteriormente citada. A las 03:30 este núcleo ha crecido en forma explosiva sobre la sierra prelitoral y al-

canza ya temperaturas de brillo de -68°C cerca del límite de las provincias de Lérida y Tarragona. Su aspecto, a pesar de su pequeño tamaño, tiene una apariencia en forma de V que da idea por un lado de los fuertes vientos del SW en niveles altos y que es un síntoma de severidad de los núcleos convectivos. Esta forma nos la confirma la imagen de WV de las 04:00 donde se aprecia con mucha mayor claridad.

A las 05:00 (IR) la nubosidad alta asociada a este núcleo convectivo se ha extendido a un área mucho mayor en dirección NE, abarcando en estos momentos todo el centro de Cataluña y manteniendo el vértice en la misma posición (Alforja). A partir de las 05:30 se une a la nubosidad residual del SMC situada ya en el sur de Francia. A las 05:30 comienza a debilitarse especialmente en el extremo NE quedando reducida la parte más activa a las 06:30 a la zona originaria limítrofe entre las provincias de Barcelona, Lérida y Tarragona y se observa igualmente una gradual pérdida de la forma originaria que en el resto del día corresponderá a formas aproximadamente ovaladas.

A las 07:00 se aprecia una fuerte reactivación con un nuevo núcleo con temperatura de brillo menor de -68°C , mayor que el inicial de las 03:30 y situado ligeramente al E, ya en la provincia de Lérida cerca del límite entre las provincias de Lérida, Tarragona y Barcelona. A las 07:30 aparece otro núcleo con temperatura de brillo inferior a -68°C ligeramente al W del segundo (prácticamente en la misma posición que el de las 03:30) y un cuarto núcleo al NE.

En las imágenes del NOAA-12 de las 07:06 se aprecia la estructura del núcleo con temperatura de brillo inferior a -68°C que se extiende por encima de la cordillera prelitoral y el macizo de Montserrat.

En la siguiente imagen de IR a las 08:00 el núcleo con temperatura de brillo inferior a -68°C abarca todos los núcleos anteriores y cubre un área del SE de la provincia de Lérida y Norte de Tarragona que se extiende sobre la sierra prelitoral y parte del llano. El área con temperatura inferior a -64°C se extiende, en forma de elipse, hacia el NE y E dejando el núcleo con temperatura más baja (inferior a -68°C) en el extremo noroccidental. A las 08:30 alcanza su mayor extensión abarcando la nubosidad asociada toda Cataluña, una estrecha franja del mar próximo a la costa y la vertiente norte de los Pirineos. En total unos $40\,000\text{ km}^2$. El área de temperatura de brillo inferior a -60°C abarca una superficie aproximada de unos $25\,000\text{ km}^2$ y la de temperatura de brillo inferior a -68°C unos $6\,000\text{ km}^2$.

A partir de las 09:00 el sistema se debilita rápidamente desapareciendo así las zonas con $T < -68^{\circ}\text{C}$ y a partir de las 10:00 comienza a reducirse rápidamente el área con $T < -64^{\circ}\text{C}$ a la vez que nace un nuevo núcleo convectivo con $T < -64^{\circ}\text{C}$ sobre la sierra prelitoral al sur de Tarragona.

A las 11:30 queda un área de $T < -64^{\circ}\text{C}$ en el NW de la provincia de Girona con un núcleo de $T < -68^{\circ}\text{C}$ en el límite de la provincia con la de Barcelona. El núcleo de Tarragona continúa aumentando de tamaño con una forma ovalada.

4.2. Rayos

Es remarcable la ausencia de actividad eléctrica hasta después del amanecer del día 10, cuando ya había rato que las lluvias eran torrenciales. Los pocos rayos de las primeras horas del día pertenecen a los SCM iniciados el día anterior, uno en la costa de Valencia y el otro al S de Baleares. Sabemos que el río Cortiella, al paso por Porrera, experimenta dos crecidas, una entre las 4 y las 6 (aún sin rayos) y la otra entre las 8 y 10 UTC (ésta sí que es coherente con los rayos, ya que sigue la máxima actividad eléctrica).

No es la primera vez que se observan lluvias torrenciales sin actividad eléctrica en la costa catalana. Parece que para lluvias originadas por efecto de disparo (inestabilidad latente y/o potencial) y en ausencia

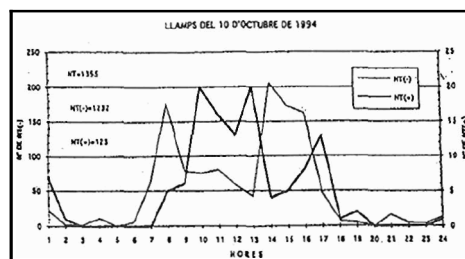


Fig. 18. Distribución temporal de los rayos en periodos de una hora

de advección fría notable en la troposfera media y alta, la actividad eléctrica es muy dependiente de la THW en SFC. La costa catalana actúa de frontera térmica, y diversos factores como el viento o la orografía hacen posible pequeñas ondulaciones de la misma, que lo son de THW.

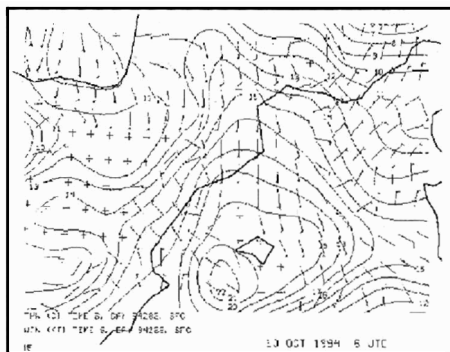


Figura 19

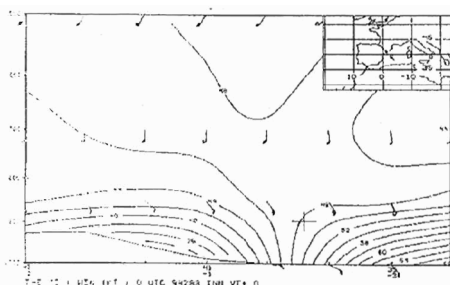


Figura 20

A partir de las 6 UTC ya podemos estudiar el ciclo de vida del SCM. Sabemos que el comportamiento ideal empieza con una fase de formación con un aumento repentino de las NT(-) y poquitas NT(+), básicamente concentradas en las zonas convectivas. A continuación viene la fase de madurez, donde además de la zona convectiva ya se ha formado una ancha área estratiforme. Las NT(+) aumentan y se extienden hacia la zona estratiforme. Las NT(-) se estabilizan. Finalmente, la fase de disipación, donde los núcleos convectivos han perdido organización, pero la zona estratiforme puede durar inucho. En esta fase la proporción de NT(+) es superior a la de NT(-).

Así pues, un aumento repentino de las NT(+) suele coincidir con la reactivación de los núcleos convectivos y suelen estar concentradas en las zonas de convección más activa.

Las NT(+) suelen ser menos numerosas pero aumentan en proporción relativa cuando la zona estratiforme está bien definida.

Observamos que la distribución de rayos se ajusta bastante bien a este comportamiento. Entre las 6 y las 8 tenemos un aumento repentino de NT(-) que corresponde a una reactivación del sistema, básicamente en el prelitoral de Tarragona. Entre las 9 y las 13 tenemos el máximo relativo de NT(+) correspondiente a la zona estratiforme de diversos núcleos. A partir de las 13 se activa mucho un núcleo en el Baix Empordà (NE de Cataluña).

5. Conclusiones

1. Un «jet streak» más una onda en altura fueron suficientes para provocar una caída de presión en la zona del delta del Ebro tres horas antes del inicio del desarrollo del núcleo.
2. La presencia de un LLJ también contribuyó a incrementar el descenso de la presión en dicha zona debido a la fuerte advección de aire cálido y húmedo.
3. El paso de un sistema convectivo por la zona aunque aparentemente no modificó ni el campo de presión, ni el de temperatura (no se detecta la mesoalta, ni rachas de salida en las estaciones automáticas) sí que tiene conexión con el posterior crecimiento del núcleo en Alforja pues las imágenes de satélite así lo indican. De su flanco sur se extiende un apéndice cuyo extremo se sitúa en la zona de Alforja.
4. La orografía de la sierra del prelitoral de Tarragona fue la justa para liberar la inestabilidad latente y potencial, actuando de manera selectiva y colaborando al forzamiento vertical de la masa húmeda y cálida advechada por el LLJ. Los máximos de precipitación se desplazaron hacia Girona siguiendo la sierra prelitoral.
5. La frontera térmica en esta zona se mantiene invariable durante todo el período de precipitación favoreciendo la focalización en esta zona orográfica.
6. La estructura vertical de la atmósfera, con inestabilidad condicional (latente, y consecuentemente, también potencial), favoreció que la convección, una vez disparada, fuera eficiente y profunda.
7. La distribución vertical del viento contribuyó a que el núcleo en cuestión fuera **autorregenerativo** y casi estacionario. El caso más favorable se alcanza cuando entran en fase dos máximos, el de la alta troposfera y el de la baja, como debió ocurrir entre las 03 y 06 en el prelitoral de Tarragona. El máximo de 250 hPa es un paquete del SJ y el LLJ corresponde a la ciclogénesis de Argelia, y potenciado por el máximo de 250 hPa.

Referencins

- Carlson, T. N., 1991: *Mid-Latitude Weather Systems*. Harper Collins Academic.
- Elizaga Rodríguez, F., 1994: *Herramientas para el análisis de estabilidad en saídas*. Nota técnica Núm. 17 STAP.
- Jansà Clar, A., 1990: *Notas sobre análisis meteorológico mesoscalar en niveles atmosféricos bajos*. INM.
- Lapena, W. M. and N. L. Seaman, 1990: A numerical investigation of East Coast cyclogenesis during the cold-air damming event of 27-28 February. *Mon. Wea. Rev.* Part I: 118, 2668-2695. Part II: 120, 52-76.
- López, R., *Aspectos básicos de Mesometeorología*. Apuntes del curso 86-87. Publicación interna del INM.
- Uccellini, L. W.; R. A. Petersen; K. F. Brill; P. J. Kocin and J. J. Tuccillo, 1987: Synergistic Interactions between an upper-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a LLJ and a secondary coastal cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2227-2261.